

Комплексная геофизическая модель земной коры и верхней мантии вдоль профиля РП-VI (Карпаты)

И. М. Логвинов¹, В. Н. Тарасов¹, С. Г. Слоницкая², **В. И. Трегубенко²**, 2019

¹Институт геофизики НАН Украины им. С. И. Субботина, Киев, Украина

²Украинский государственный геологоразведочный институт, Киев, Украина

Поступила 18 декабря 2018 г.

Наведено комплексну геофізичну модель уздовж регіонального профілю РП-VI, який розташований поблизу виходу на земну поверхню східної межі Скибової зони на її контакті переважно із Бориславсько-Покутською зоною Передкарпатського прогину. Для інтерпретації магнітних даних використано результати аеромагнітного знімання масштабу 1 : 200 000 на висоті польоту 2000 м; гравітаційного поля — державні гравіметричні карти території СРСР у редукції Буге масштабу 1 : 200 000. Для геоелектричних даних використано криві магнітотелуричного зондування, отримані за останні 30 років. Інтерпретацію гравіметричних і магнітометричних даних виконано із застосуванням комп'ютерної технології аналізу даних КОСКАД3D, яка призначена для аналізу тривимірної цифрової геоінформації методами ймовірно-статистичного підходу. Інтерпретацію геоелектричних даних виконано за програмою двовимірного моделювання (обернена задача) з використанням алгоритму REBOSS. Для аналізу сейсмічних даних залучено результати як минулого століття, так і останнього десятиліття. Результати геолого-геофізичних даних відрізняються від отриманих раніше новим підходом до комплексної інтерпретації потенціальних полів і їх зіставленням з раніше не відомими геоелектричними моделями. На основі інтерпретації потенціальних полів виявлено своєрідний елемент будови земної кори, пов'язаний, можливо, з різкою зміною складу порід уздовж профілю. Покрівля цього об'єкта ундує від виходу на поверхню на північно-західному кінці профілю до ПК 25 км у його південно-східній частині. Підшва шару від північно-західного кінця профілю до ПК 150 залишається постійною на глибині близько 25 км, різко змінюючись південно-східніше ПК 150 до глибини залягання межі М. Показано, що різке змінення зазначеного об'єкта супроводжується наявністю об'єкта низького опору, який простягається від 25 до 80 км за вертикаллю при максимальній ширині близько 40 км. Висловлено припущення, що положення цієї неоднорідності пов'язане з Тячівсько-Надвірнянсько-Монастирцьким розломом. Розглянуто можливий зв'язок частини виділеного елемента з нафтогазоносністю.

Ключові слова: електропровідність, земна кора і верхня мантия, Карпати, гравімагнітні дослідження, нафтогазоносність.

Введение. Геофизические исследования Карпат продолжаются более 80 лет. За это время выполнены площадные наблюдения разного масштаба: гравиметрические и магнитометрические вплоть до 1 : 10 000 (на небольших площадях); тепловые (ТП-тепловой поток) и магнитотелурические (МТ), приблизительно соответствующие масштабу 1 : 2 000 000; сейсмические исследования по сети профилей, расположенных преимущественно вкрест

простирая Карпат. Результаты геофизических съемок используются при изучении структуры земной коры и верхней мантии и построении их моделей. Такая работа как в профильном, так и площадном вариантах, проводится в Институте геофизики Национальной академии наук Украины (ИГФ) и в Украинском государственном геологоразведочном институте (УкрГГРИ). Модели, основанные на данных гравиметрических, магнитных, сейс-

мических, электромагнитных, тепловых и других геофизических и геологических исследований, построены для нескольких регионов, в том числе для Карпатского [Kutas et al., 1998; Burakhovich et al., 1998; Мончак, Анілеєв, 2017 и др.], в котором моделирование выполнено на основе анализа материалов вышперечисленных методов вдоль региональных профилей, секущих Карпаты.

В настоящей статье представлена комплексная геофизическая модель (при построении которой широко используются ГИС-технологии) вдоль регионального профиля РП-VI (рис. 1). В процессе моделирования анализировалось распределение в пространстве статистических параметров, характеризующих взаимозависимость плотности и намагниченности [Демура и др., 1974; Никитин, 1986; Приезжев, 1989; Петров и др., 1990; Никитин и др., 2004; Петров и др., 2005]. Использование такого подхода в Украине отражено в работах [Трегубенко та ін., 2004; Дрогицкая, 2009; Слоницька, Трегубенко, 2010; Шеремета и др., 2011], а также в публикациях зарубежных исследователей [Каплан и др., 2006; Gallardo, Meju, 2007; Fregoso, Gallardo, 2009; Moorkamp et al., 2011; Zhou et al., 2015]. Для анализа привлечены геоэлектрические (в виде двумерной модели, полученной впервые авторами в результате 2D инверсии данных магнитотеллурических исследований) и сейсмические данные.

Результирующие модели представлены в виде вертикальных разрезов физических параметров и комплексных геофизических, геолого-геофизических, структурных моделей земной коры и верхней мантии до глубины 90 км.

О тектонике Карпат. Территория исследований расположена в зоне предполагаемого сочленения трех структур регионального масштаба. По фундаменту, на котором сформировались структуры верхней части коры и все более поздние образования, выделяются (см. рис. 1):

- Восточно-Европейская платформа (ВЕП), западная (краевая) часть которой попадает в пределы площади исследований вдоль ее восточной границы;

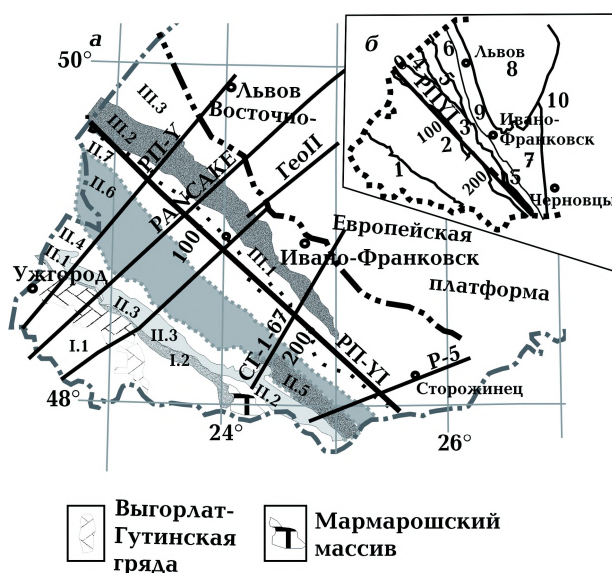


Рис. 1. Расположение сейсмических профилей на тектонической схеме Карпатского региона [Тектоника..., 1986] (а): *Внутренние (Центральные) Карпаты* — Карпатская впадина (I.1), Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда, Мармарошская и Генинская зоны утесов. Мармарошский массив (II.2). *Внешние (Флишевые) Карпаты* — Магурский (II.1), Раховский (II.2), Поркулецкий (II.3), Дуклянский (II.4), Черногорский (II.5), Кросненский (II.6), Скибовый (II.7) тектонические покровы. *Предкарпатский прогиб* — Бориславско-Покутский покров (III.1), Самборский покров (III.2), Бильче-Волицкая зона (III.3).

Схема тектонического районирования западной части Украины (б) [Тектоника..., 1986] с уточнениями В.М. Клочкова: 1—3 — Карпатский меганапзорий (1 — Внутренние (Центральные) Карпаты, 2 — Внешние (Флишевые) Карпаты, 3 — Предкарпатский прогиб); 4—6 — структуры ЗЕП, эпигорогенные зоны (4 — Лежайская, 5 — Кохановская, 6 — Рава-Русская); 7—10 — структуры ВЕП (7 — Боянецкий прогиб, 8 — Львовский палеозойский прогиб, 9 — Росточская зона, 10 — Волыно-Подольская плита).

- Западно-Европейской платформы (ЗЕП), состоящая из трех зон разновозрастной консолидации: Лежайской зоны байкалит (рифейской), Кохановской зоны салаирид (раннекаледонской) и Рава-Русской зоны поздних каледонид;
- дофлишевое, неизученное, основание Карпат, не вскрытое бурением.

Дорифейский кристаллический фундамент ВЕП перекрыт как рифейскими (байкальскими) образованиями Волыно-Подоль-

ской плиты (ВПП), так и более молодыми каледонскими и герцинскими структурами, наложенными на нее. ВЕП и ЗЕП разделены Росточской зоной байкальского заложения.

Изложение геолого-тектонического строения территории исследований дано в основном по работам С.С. Круглова [Тектоника ..., 1986] с уточнениями В.М. Ключкова.

Структуры, сформированные в альпийскую эпоху тектогенеза, включают в себя Предкарпатский прогиб, в котором выделяют Внешнюю, практически недислоцированную часть (Бильче-Волицкая зона), и Внутреннюю, сложнодислоцированную, состоящую из Самборской и Бориславско-Покутской зон (покровов), ограниченных листрическими взбросо-надвигами. Бориславско-Покутский покров — узкая полоса сложнодислоцированных пород верхнего мела, палеогена и раннего миоцена, сжатая немного надвинутыми на него с юго-запада отложениями Скибового покрова Внешних Карпат и Самборского покрова. Внутренняя структура покрова сложная, складчато-чешуйчатая. В пределах покрова распространены структурные ловушки, которые вмещают месторождения и проявления нефти и газа. Нижние горизонты чешуй сложены флишевыми отложениями нижнего мела—палеоцена, а верхние — молассой раннего миоцена. Структура покрова типична для шарьяжа в его фронтальной части, т. е. Бориславско-Покутская зона имеет все признаки шовной зоны, отделяющей Складчатые Карпаты от Предкарпатского прогиба, и потому является северо-восточной ветвью Карпатского орогена (меганашория).

Самборский покров С.С. Кругловым рассматривается как аллохтонная, полностью оторванная от своего автохтона тектоническая пластина соленосной молассы, которая надвинута на внешнюю часть прогиба на расстояние не менее 18 км. Отложения нижнего и среднего миоцена смяты в достаточно крутые, но несложные складки. Изредка наблюдаются наклонные мульды, составленные отложениями плиоцена.

Внешняя зона прогиба (Бильче-Волицкая) является структурой автохтонной.

Внешние (Флишевые) Карпаты замкнуты между передовым предгорным прогибом на северо-востоке (Бориславско-Покутской зоной) и Мармарошской зоной Внутренних Карпат на юго-западе. В направлении с северо-востока на юго-запад выделяются следующие покровы: Скибовый, Кросненский, Черногорский, Дуклянский, Поркулецкий, Раховский, Магурский. Их образуют меловые, палеогеновые и нижнемиоценовые толщи, сложенные в основном флишевыми и флишоидными структурно-вещественными комплексами с подчиненной ролью олистостромовой и черносланцевой формаций. Общей закономерностью в строении покровов является постепенное омолаживание этих комплексов в направлении к Предкарпатскому прогибу. Суммарная их мощность достигает 10 км, а амплитуда горизонтальных перемещений — 15 км и более.

Профиль РП-VI расположен вблизи выхода на земную поверхность восточной границы Скибовой зоны на ее контакте преимущественно с Бориславско-Покутской (рис. 1, а). Начало профиля на северо-западе выходит за пределы Скибовой зоны и на протяжении 25 км вдоль него последовательно прослеживаются Самборская и Бориславско-Покутская зоны. Образование Скибовой зоны выходит на поверхность между пк 25 и 165. Юго-восточнее пересечения профиля с Краковецкой тектонической зоной на протяжении 22 км на поверхность выходит Бориславско-Покутская зона — так называемое «Майданское окно» (пк 127—149). К юго-востоку от пк 165 и до Красноильска (пк 266) в непосредственной близости от линии профиля проходит контакт Скибовой и Бориславско-Покутской зон. Еще далее профиль пересекает Самборскую зону шириной 7 км и заканчивается вблизи ее контакта с Бильче-Волицкой зоной в пределах последней. При интерпретации разрезов различных параметров в местах пересечения профиля с крупными тектоническими нарушениями могут возникнуть

затруднения из-за малого угла пересечения линии профиля и тектонических зон. Например, Краковецкий разлом пересекается с линией профиля под углом 20—25°, Предкарпатский разлом нигде не удаляется от линии профиля более чем на 12 км.

Экспериментальные данные. Магнитное поле. Для анализа выбрано аномальное магнитное поле ΔT_a (АМП), полученное по результатам аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000 на высоте полета 2000 м [Ищенко, 1989]. Для расчетов создана матрица АМП (размером 255 × 245 км) по квадратной сетке с ячейкой 1 × 1 км, ориентированной вдоль меридиана.

Гравитационное поле. Поле силы тяжести (ПСТ) анализировалось на той же площади, что и АМП. Использовалось ПСТ в редукции Буге государственных гравиметрических карт масштаба 1 : 200 000, изданных в 60—70 годы прошлого века [Гравиметрическая ..., 1969—1973]. Для точной идентификации информации — сетка ПСТ полностью совпадает с сеткой АМП. Векторизация и все дальнейшие операции построения карты ПСТ аналогичны таковым для АМП.

Профиль РП-VI (см. ниже рис. 3, а) полностью пересекает известную отрицательную аномалию Δg (наиболее интенсивную в Украине). Существует несколько представлений карт Δg Украины в целом [Атлас ..., 2002; Національний ..., 2007 и др.] и отдельно Карпатского региона [Заяць, 2013]. На них различаются как величины экстремумов отрицательной аномалии, так и положение изолиний Δg . На рис. 3, а представлен фрагмент карты Δg М 1 : 1 000 000, построенной на основе государственных гравиметрических карт масштаба 1 : 200 000.

Магнитотеллурическое поле. В процессе работы использовались результаты геоэлектрических исследований в виде кривых магнитотеллурического зондирования (МТЗ), выполненных производственными организациями Украины под руководством В.И. Трегубенко, Б.Т. Ладанівського [Ingegov et al., 1999; Трегубенко та ін., 2004; Ладанівський та ін., 2005; Ладанівський, Лящук, 2006] и в ИГФ (рис. 2) [Гордиенко и др., 2011].

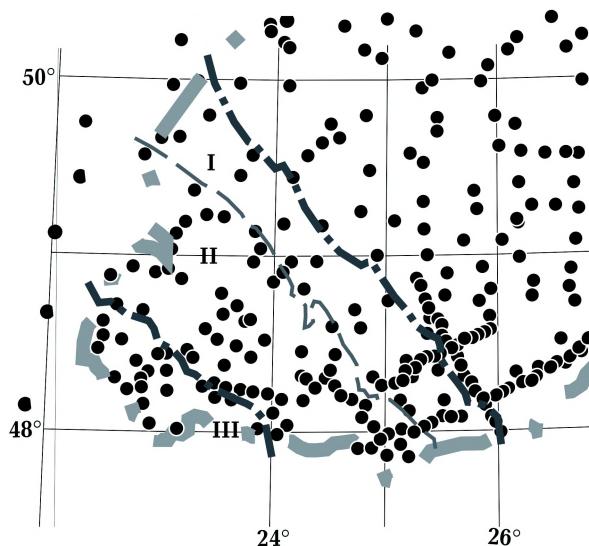


Рис. 2. Расположения пунктов наблюдений МТ поля (составили В.И. Трегубенко, И.М. Логвинов, В.Н. Тарасов): I — Предкарпатский прогиб, II — Складчатые Карпаты, III — Закарпатская впадина.

Для построения глубинной модели были проанализированы данные МТЗ в диапазоне периодов от 1—16 до 900—6400 с. Значения кривых МТЗ определены с точностью, в основном не превышающей 15% по амплитуде и 3—5° по фазе. Согласно принятой методике [Logvinov, 2015], обязательным условием отбора кривых МТЗ для интерпретации было наличие фазы импеданса. Отличие геоэлектрических результатов настоящей работы от предыдущих заключается в привлечении новых экспериментальных данных, полученных вплоть до 2015 г., и использование точных координат пунктов наблюдений производственных организаций.

Сейсмические исследования Карпат и прилегающих территорий продолжались более полувека силами ИГФ НАН Украины, УкрГТРИ, ЗУГРЕ, Спецгеофизики [Строение ..., 1978; Структура ..., 1979; Литосфера ..., 1988]. В настоящей статье использованы сейсмические данные, приведенные в монографии [Заяць, 2013], и сейсмический разрез, построенный сотрудником ИГФ НАН Украины Л.П. Ливановой (личное сообщение).

Тепловое поле территории Карпат представлено картами теплового потока (ТП), температур (T) на разных глубинах и картой глубины залегания изотермы $600\text{ }^{\circ}\text{C}$. Схематичная карта ТП приведена в работе [Атлас ..., 2002]. Более представительные карты ТП с указанием расположения пунктов наблюдений приведены в работе [Гордиенко и др., 2011], без указания расположения пунктов наблюдений — в работе [Кутас, 2014]. Профиль РП-VI проходит в зоне больших градиентов значений ТП: в Складчатых Карпатах значения больше 60 мВт/м^2 , в Предкарпатском прогибе менее 50 мВт/м^2 . Этот факт нашел отражение в глубине изотермы $600\text{ }^{\circ}\text{C}$. Согласно тепловым моделям [Атлас ..., 2002; Гордиенко и др., 2011; Кутас, 2014], изотерма $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Складчатых Карпатах в части, примыкающей к Предкарпатскому прогибу, находится на глубинах несколько выше границы Мохо, а в Предкарпатском прогибе достигает границы Мохо. Таким образом, можно считать, что магнитные аномалеобразующие объекты на протяжении профиля РП-VI могут располагаться по всей мощности коры (т. е. в этом интервале сохраняются магнитные свойства магнитоактивных пород).

Методика. Гравиметрические и магнитометрические исследования. В последнее время широкое использование в практике геофизических работ получила компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных КОСКАД3D, предназначенная для анализа трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического подхода [Петров и др., 1990; Никитин и др., 2004; Петров и др., 2005]. В настоящей статье для вычисления распределения в нижнем полупространстве эффективных значений плотности и намагниченности по внешнему полю использован модуль системы АСОМ/АГС-пк, разработанный [Коваль и др., 1988] и вошедший в усовершенствованном варианте [Приезжев, 1989] в пакет КОСКАД3D. Эффективный параметр является аналогом любого физического параметра (плотности, намагничен-

ности и т. д.), качественно характеризующего любую среду или объект. Эффективный параметр может быть переведен в строгое количественное значение, если будут определены функциональная или корреляционная зависимости между ним и действительным значением физического параметра, присущего среде или объекту. В процессе исследования глубинного строения земной коры различных регионов Украины такой подход реализован в работах [Трегубенко та ін., 2004; Слоницька, Трегубенко, 2010; Шеремета та ін., 2011].

Результатом вычислений являются трехмерные матрицы эффективных плотности и намагниченности, рассчитанные по гравитационному и магнитному полям соответственно. Обе матрицы являются базовыми преобразованиями для вычисления матрицы комплексного эффективного параметра (КЭП), который учитывает изменение взаимосвязи распределения эффективных плотности и намагниченности в пространстве, на плоскости или в разрезе.

Опыт использования КЭП при изучении глубинного строения разных регионов Украины показал, что КЭП — структурный параметр, в той или иной мере отражающий положение и геометрию различных предполагаемых геологических структур и их составляющих в пространстве. Для построения разреза КЭП вдоль профиля РП-VI использовалась матрица, рассчитанная в единых координатах с совмещенными узлами, на площади, перекрывающей Карпатский регион ($255 \times 245\text{ км}$) с ячейкой $1 \times 1 \times 1\text{ км}$ до глубины 90 км . Для получения сечения профиля РП-VI из этой трехмерной матрицы применялась программа ГИС TARIG [Тарасов и др., 2013], обеспечивающая сечение из трехмерной матрицы по любому заданному направлению.

Магнитотеллурические исследования. Интерпретация экспериментальных данных [Logvinov, 2015] выполнена по программе двумерного моделирования (обратная задача) с использованием алгоритма REBOCC [Siripunvaraporn, Egbert, 2000]. Для

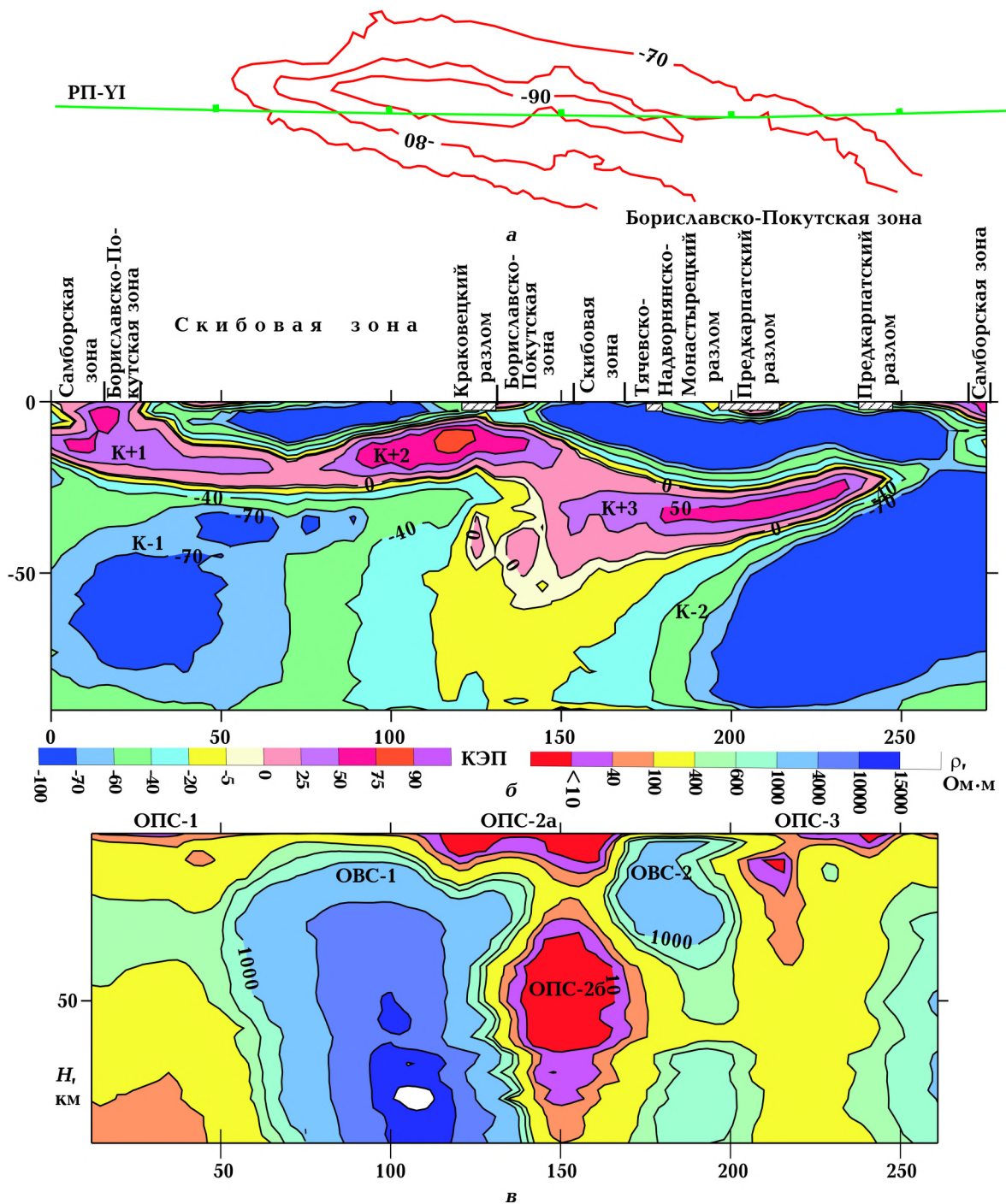


Рис. 3. Фрагмент карты гравитационного поля (в значениях ускорения силы тяжести (Δg) (а); геофизические разрезы комплексного эффективного параметра (б) и электрического сопротивления (в).

интерпретации экспериментальные данные в пунктах, расположенных в полосе вдоль профиля не более 10 км, были снесены на линию профиля. При составлении стартовой интерпретационной модели ис-

пользовалась априорная геолого-геофизическая информация о геоэлектрических параметрах поверхностных отложений [Сапужак и др., 1990] и основных сейсмических границах в коре [Заяць, 2013].

Шаг по горизонтали согласован с плотностью пунктов наблюдений на профиле, шаг по вертикали постепенно увеличивался от 1–2 км для всей мощности коры до 8–20 км для глубин до 100 км. Для кристаллических пород земной коры и верхней мантии (нормальный разрез) взяты параметры геоэлектрического разреза в обсерватории "Львов" [Semenov et al., 2008]. Частотный диапазон МТ данных (от 9 до 3600 с) и длина профиля позволили обоснованно построить геоэлектрическую модель до глубины 90 км.

Результаты. Проанализируем региональные особенности поведения геофизических параметров в плоскости профиля. Разрезы КЭП (рис. 3, б) и сопротивлений (рис. 3, в) построены до глубины 90 км, скоростной разрез показан до 20 км (рис. 4, а) по данным [Зяец, 2013] и в пределах мощ-

ности коры (рис. 4, б) по данным Л. П. Ливановой.

Разрез КЭП (см. рис. 3, б) характеризует основные структурные особенности.

1. Большая часть разреза КЭП представлена отрицательными значениями параметра, вариации которых создают аномалии разной интенсивности.

2. На фоне отрицательного поля КЭП наиболее яркой в пределах разреза является региональная положительная аномалия (РПА) с субгоризонтальной главной осью. Между Краковецким (КРр) и Тячевско-Надворнянско-Монастырецкими (ТНМр) разломными зонами происходит резкое изменение глубины залегания аномалии. Подошва аномалии северо-западнее границы между Бориславско-Покутской (БПз) и Скибовой (СКз) зонами (пк 150) залегает не глубже 20 км, тогда как юго-восточнее пк 150

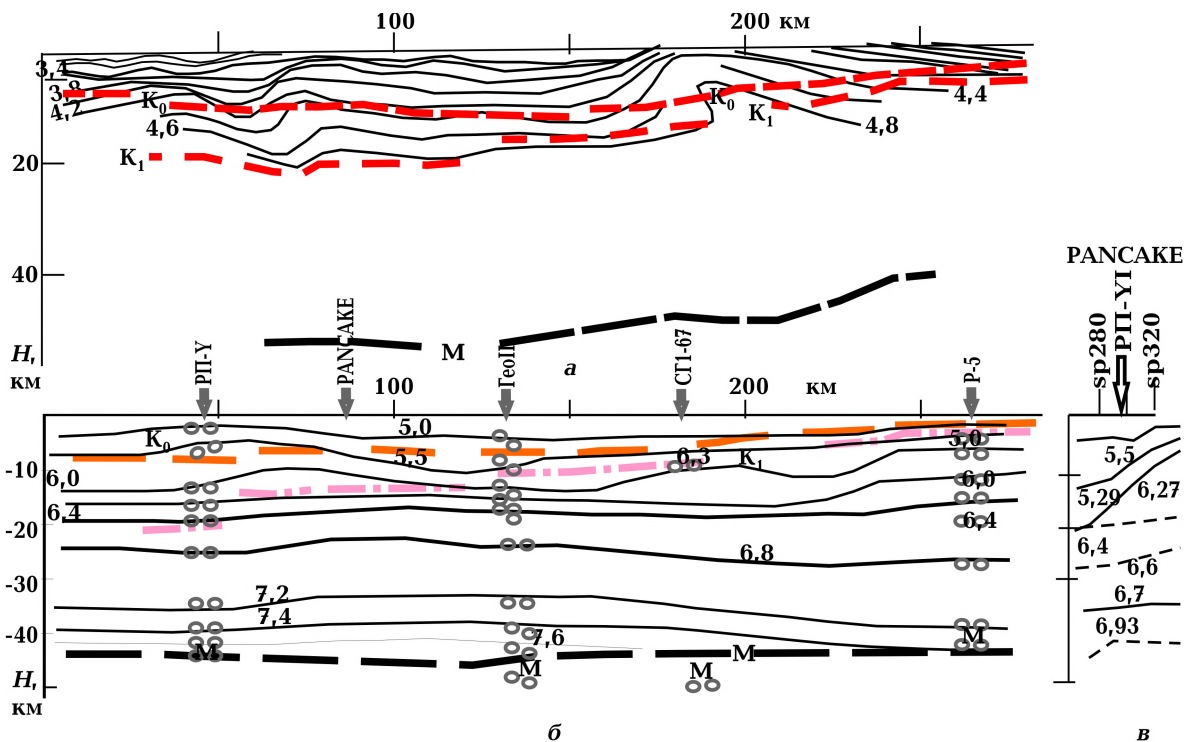


Рис. 4. Сейсмические разрезы вдоль профиля РП-VI: а — средней скорости [Зяец, 2013]; б — V_r , согласно Л. П. Ливановой (кружки — сопоставление скоростного разреза, согласно Л. П. Ливановой) со значениями V_r [Зяец, 2013] (кружки) на сейсмических профилях в месте их пересечения с профилем РП-VI; границы K_0 , K_1 и M по Х. Б. Заяц; в — сейсмический разрез профиля PANCAKE [Starostenko et al., 2013] в районе его пересечения с профилем РП-VI.

кровля аномалии погружена ниже 20 км.

Положительная региональная аномалия КЭП отделяет узкие, вытянутые по латерали, отрицательные аномалии разреза КЭП верхней и средней части коры от обширных отрицательных аномалий больших глубин, имеющих изометричную или слегка вытянутую форму. Выше РПА отрицательное поле КЭП делится на северо-западную (верхнекоровую) и юго-восточную (верхне-среднекоровую) сложные аномалии. В указанном интервале профиля (пк 115—160) ниже РПА вплоть до 90 км располагается зона со значениями КЭП, изменяющимися в интервале от 0 до –20. Эта зона разделяет отрицательное поле КЭП больших глубин на северо-западную и юго-восточную аномалии (северо-западный и юго-восточный блоки литосферы соответственно). Очевидно, кора и верхняя мантия имеют трехэтажное строение, представленное ансамблем положительных и отрицательных аномалий.

Верхний структурный этаж характеризуется сложной протяженной отрицательной аномалией (пк 20—266) с субгоризонтальной длинной осью. На северо-западе аномалия граничит с небольшой по размерам (пк 10—20), но интенсивной положительной аномалией с вертикальной длинной осью. Размеры этой локальной аномалии по латерали почти совпадают с границами выхода на поверхность БПз. В интервале пок 110—140 отрицательная аномалия делится на две части — северо-западную и юго-восточную. Северо-западная часть по латерали полностью соответствует выходу на поверхность СКз. Ее длинная ось в разрезе образует синформу, ограниченную с юго-востока КРр. Вблизи последнего отрицательная аномалия выклинивается кверху. В интервале пок 125—150 профиль проходит в пределах БПз ("Майданское окно"), а в интервале пок 150—162 вновь пересекает СКз. Далее на юго-восток, вплоть до пок 266, профиль проходит в пределах выхода на поверхность БПз, а на коротком отрезке пересекает узкую (6—7 км) Самборскую (САЗ) зону и выходит в пределы Бильче-Волицкой зоны.

Юго-восточная часть верхнекоровой отрицательной аномалии имеет более сложное строение. Ее ось также образует синформу, но с двумя минимумами, в эпицентрах которых достигаются максимальные погружения оси до глубины 12—13 км. Между этими погружениями отмечается подъем оси к поверхности до глубины 6—7 км (пк 225). В приповерхностной части аномалии фиксируется переход от отрицательных значений КЭП к положительным, что свидетельствует о присутствии в верхах разреза образований, отличающихся от тех, которыми обусловлена рассматриваемая отрицательная аномалия в целом. Можно предположить, что в пределах "Майданского окна" между КРр и ТНМр был максимальный подъем структур, часть которых (образования СКз и БПз) разрушена, а в настоящем разрезе видна лишь нижняя сохранившаяся часть антиклинального перегиба. Понижения рельефа кровли отрицательной аномалии совпадают с двумя пересечениями профиля с Предкарпатским разломом, который ундулирует на поверхности вблизи профиля.

Поведение отрицательных аномалий в верхней части разреза позволяет предположить, что аномалия отражает положение флишевых образований СКз с преобладанием в их составе отложений палеогена. Расположенные выше переходы от отрицательных значений к положительным могут свидетельствовать об изменении соотношения между меловой, палеогеновой и неогеновой составляющими в пределах приповерхностной части БПз.

Второй структурный этаж представлен РПА, состоящей из трех максимумов: К+1, К+2, К+3 и подстилающих рассмотренную отрицательную аномалию КЭП на всем протяжении профиля. Первые два максимума полностью находятся ниже предполагаемой толщи осадочных пород (мощностью не более 10—12 км), выделенной в северо-западной части отрицательной аномалии. Третий максимум, расположенный ниже подошвы мощной (до 25 км) юго-восточной части отрицательной аномалии, согласно разрезу Л.П. Ливановой (см. рис.

4, б), находится на уровне "базальтового" слоя земной коры и только юго-восточнее пк 200 поднимается в пределы переходного слоя.

Общая ось второго и третьего максимумов (К+2, К+3) под ТНМр образует антиклинальный перегиб (пк 150—185), в котором юго-восточное крыло (максимум К+3) резко погружается в зоне разломов под контакт СКз и БПз ниже подошвы максимума К+2 (до глубины 33 км и более), а юго-восточнее пк 200 круто поднимается до глубины 20 км (пк 255) и выше.

В третьем структурном этаже, расположенном ниже подошвы РПА, вплоть до глубины 90 км (подошвы разреза КЭП) фланги заняты обширными отрицательными аномалиями (менее интенсивной северо-западной К-1 и более интенсивной юго-восточной К-2). В центре нижнего коромантийного этажа расположена слабоинтенсивная положительная аномалия, разделяющая краевые блоки. Это погруженная в глубокие горизонты часть рассмотренного во втором структурном этаже максимума К+3. Северо-западный минимум К-1 имеет сложную форму. Он объединяет протянувшуюся вдоль его дугообразной оси цепочку овальных локальных минимумов, начинающуюся на глубине 24,5 км и плавно погружающуюся на северо-запад до глубины 36 км (пк 54), где расположен один из экстремумов аномалии, после чего более круто погружается вниз до наиболее крупного и интенсивного экстремума цепочки, расположенного на глубине 63 км (пк 23).

Рассмотренный разрез КЭП по вертикали разделен на две части. Верхняя, в основном коровая часть, представлена субгоризонтально протяженными аномалиями обоих знаков и ограничена снизу отметками 40—50 км. Нижняя, мантийная, состоит из двух крупных интенсивных отрицательных аномалий, разделенных между собой по латерали равновеликой им по площади распространения областью повышения значений КЭП от отрицательных до положительных. Морфология разреза свидетельствует о преимущественно суб-

горизонтальном залегании структур верхней (коровой) его части и о ярко выраженной латеральной делимости на блоки первого порядка мантийной части и низов коры.

Разрез сопротивлений. На геоэлектрической модели (см. рис. 3, в) наибольший объем имеют породы со значениями ρ в интервале 100—400 Ом·м (соответствующие осадочным породам различной степени метаморфизма и кристаллическим), что позволяет принять эти значения за сопротивление вмещающей среды. На всю исследуемую мощность сопротивление вмещающей среды не изменяется. На фоне сопротивлений вмещающей среды выделяются объекты очень высокого сопротивления (ОВС), к которым отнесены объекты с ρ более 600 Ом·м, и пониженного сопротивления (ОПС), к которым отнесены объекты с ρ менее 40 Ом·м. Величину аномальности проводящих объектов можно представить в виде его интегральной проводимости $G = Q/\rho$ (где Q — площадь поперечного сечения объекта с сопротивлением ρ) [Rokityansky, 1982].

С высокой степенью достоверности при 2D геоэлектрической инверсии определяются зоны, в которых выделяются ОПС, наиболее ярко — участки пк 0—50 (ОПС1) и пк 110—170 (ОПС2).

ОПС по своей локальности и глубине залегания можно разделить на два этажа. В верхнем располагаются объекты ОПС1, ОПС2а и ОПС3, обусловленные осадочными породами. Наименьшие по мощности ОПС соответствуют неогеновым осадкам БПз. Наиболее значимой по величине G (ОПС2а, б) является зона между Краковецко-Верховинским (КВр) и ТНМр. По значениям $\rho < 10$ Ом·м зона состоит из верхней, обусловленной осадками, и нижней (центральная часть которой находится вблизи поверхности Мохо) частей.

В целом приповерхностная часть разреза ρ в пределах СКз Карпат характеризуется очень низкими сопротивлениями (не более 5 Ом·м, что согласуется с оценками по каротажу [Улизло, 1963]). Юго-восточнее пк 200 профиль проходит по границе БПз и СAz. Пункты геоэлектричес-

ких наблюдений располагаются в пределах последней, что дает основание отнести выделенный здесь ОПС к осадкам САЗ. Под расположенным в осадочных породах ОПС2а выделяется близкий к изометричному ОПС2б с удлиненной вертикальной осью.

К нижнему этажу относится объект ОПС2б, наиболее проводящая часть которого располагается в интервале глубин 39—60 км между пк 138—168 и пространственно согласуется с узлом пересечения Предкарпатского (ПРр) разлома с ТНМр, расположенным в 6 км к северо-западу от пк 176 профиля РП-VI. В интервале пк 0—40 на глубинах более 80 км выделяется проводящий объект с $\rho < 100$ Ом·м. Отметим, что эта часть профиля обеспечена малым количеством экспериментальных данных.

По данным $\rho > 600$ Ом·м можно выделить два наиболее крупных высокоомных объекта ОВС1 и ОВС2 (см. рис. 3, б), разделенных ОПС2а, б по изолинии 100 Ом·м.

В интервале пк 50—75 низкоомные осадки, прослеженные на протяжении всего профиля, разрываются выходом высокоомных образований (ОВС1). Соппротивление ОВС1 изменяется в широких пределах от 600 до более 10 000 Ом·м. Условно ОВС1 можно разделить на три зоны: в границах изолинии 600, 4000 и 10 000 Ом·м. Наибольший объем объект занимает в границах изолинии 600 Ом·м. Его кровля располагается приблизительно на глубинах 5—6 км, подошва уходит глубже 100 км, а ширина изменяется от 85 км на подошве осадочных пород до 70 км на глубине 100 км. Вторая зона, шириной порядка 40 км, с кровлей приблизительно на 24 км протягивается до 100 км. Третья зона состоит из двух частей — верхней на глубине 50 км и нижней большего объема с центром на глубине 70 км и шириной порядка 26 км. Пространственно зона с северо-запада примыкает к КВр, где на поверхность выходят отложения Скибового покрова.

Зону ОВС2 в границах изолинии 400 Ом·м можно представить в виде двух ча-

стей, каждая из которых ограничена изолинией 600 Ом·м. Верхняя часть протягивается от 3,5 до 36 км при ширине в центральной части 32 км, нижняя часть — от 62 до 90 км, ширина в центральной части достигает 23 км. По существу верхний объект распространяется на всю мощность земной коры, тогда как нижний полностью расположен в верхней мантии. Пространственно зона ОВС2 практически полностью укладывается в интервал между ТНМр и ПРр и соответствует распространению на поверхности осадков БПз.

Сейсмический разрез. Сейсмический профиль РП-VI Добромиль—Красноильск, отработанный методом КМПВ, является единственным региональным профилем субкарпатского простирания. По данным [Заяць, 2013], вдоль профиля наблюдается сложная волновая картина, обусловленная таким положением профиля относительно простирания тектонических зон, что они могут создавать боковые отражения, ведущие к неоднозначности интерпретации временного разреза. Существует два варианта разрезов: приведенный в монографии [Заяць, 2013] (см. рис. 4, а) и построенный сотрудником ИГФ Л.П. Ливановой (см. рис. 4, б).

Распределение средней скорости, вычисленной по данным КМПВ [Заяць, 2013], имеет простую морфологию, характеризуя верхнюю часть земной коры как достаточно однородную среду с градиентным возрастанием скорости с глубиной. Поведение изолиний спокойное, а направление устойчивое горизонтальное. В региональном плане заметен лишь слабый подъем изолиний скорости, начинающийся в центральной части профиля под узлом пересечения на земной поверхности линии профиля с КРр. От этого узла изолинии постепенно поднимаются в юго-восточном направлении на 5—7 км вверх. Градиенты в наиболее спокойной центральной части разреза уменьшаются в направлении сверху вниз, достигая максимума в верхней 5-километровой части разреза. Визуально заметные границы можно предположить на глубинах 12, 17 и 26 км.

Сопоставление распределения граничных скоростей (V_T) на разрезе Л. П. Ливановой с таковыми по работе [Заяц, 2013] в точках пересечения с другими сейсмическими профилями показало их согласованность по простиранию (рис. 4, в). Разительные различия в сейсмических разрезах выявляются при сопоставлении с данными последних лет. Так, на профиле PANCAKE [Starostenko et al., 2013], пересекающем РП-VI почти на середине отрезка между пересечениями с РП-V и ГеоII, скорости до глубины почти 30 км согласуются (с учетом погрешности) с приведенными на разрезе Л. П. Ливановой; ниже 30 км различия скоростей составляют около 0,5 км/с (см. рис. 4, б, в).

Указанные расхождения не позволяют придерживаться какой-то одной схемы строения земной коры, поэтому в дальнейшем изложении постараемся сопоставлять особенности разрезов различных параметров со значениями скоростных границ. На рис. 4, а в начале профиля граница K_0 расположена на глубине около 7 км вблизи изолинии 5,2 км/с и к юго-востоку погружается до глубины 9,7 км, достигая изолинии 6,0 км/с в пк 69. В интервалах пк 69—85, 126—130 и 183—189 граница K_0 проходит в непосредственной близости от изолинии 5,0 км/с или совпадает с ней. В интервале пк 94—190 граница K_0 не выходит за пределы изолиний $V_T = 5,6 \div 6,0$ км/с. Максимальное погружение до глубины 13 км отмечается на пк 130. На отрезке между пк 205—275 граница K_0 проходит вблизи изолиний 5,2—5,4 км/с на глубине от 2 до 5 км. Очевидно, скоростной "коридор" ее распространения весьма широк: от 5,0—5,2 до 5,8—6,0 км/с, как и глубинный (от 2 до 13 км).

Аналогично ведет себя и граница K_1 , наиболее поднята к земной поверхности у юго-восточного конца профиля. По поверхности K_1 Х. Б. Заяц выделяет прогиб, ось которого протягивается по линии Добромиль—Сколе—Долина—Верховина. Максимальная глубина прогиба достигает 20 км на северо-западе. К северо-западу от максимального погружения (пк 62—77) грани-

ца поднимается вверх до глубины 18 км уступом (пк 50), а к юго-востоку — двумя уступами (пк 134 и 214). Все перечисленные уступы в рельефе рассматриваемых границ сопровождаются их разрывами, иногда достигающими ширины 20 км по латерали. Эти разрывы, кроме интервала между пк 134—154, проявляясь в обеих рассмотренных границах, образуют сквозные "парные" или "спаренные" разрывы.

Скоростной разрез, представленный на рис. 3, б, свидетельствует о наличии значительных латеральных скоростных неоднородностях в интервале глубин 0—15 км, в нижней части которого расположена изолиния $V_T = 6,2$ км/с. Несмотря на различия в значениях скоростей, градиенты их изменения в интервале глубин 7—40 км на РП-VI и в местах пересечения с ним профилей PANCAKE и ГеоII практически одинаковы. Изменение граничной скорости $V_T > 6,4$ км/с по латерали менее заметно. Можно отметить воздымание изолиний скоростей для V_T от 6,8 до 7,4 км/с в интервале пк 80—170. Глубина залегания границ с перечисленными значениями скоростей юго-восточнее пк 200 на 2—5 км меньше, чем для интервала пк 0—40.

Различие в глубине залегания границы М в интервале пк 0—200 по данным Х. Б. Заяц и Л. П. Ливановой довольно заметное (см. рис. 4, а, б). Если сравнивать приведенные материалы с последними публикациями, можно отметить, что на геотраверсах II, PANCAKE (см. рис. 4, б, в) и профиле POLCRUST-01 (вдоль Польско-Украинской границы) [Malinowski et al., 2013] глубина залегания границы М вдоль профиля ближе к разрезу по Л. П. Ливановой.

Обсуждение. На рис. 5 дано сопоставление рассмотренных разрезов. Для большей наглядности по вертикали использован более крупный масштаб, чем по горизонтали. Так как сеть экспериментальных наблюдений для гравитационных и магнитных полей более детальная, логично проанализировать согласие сейсмических и геоэлектрических данных, сопоставляя их с параметром КЭП.

Анализ распределения КЭП в разрезе

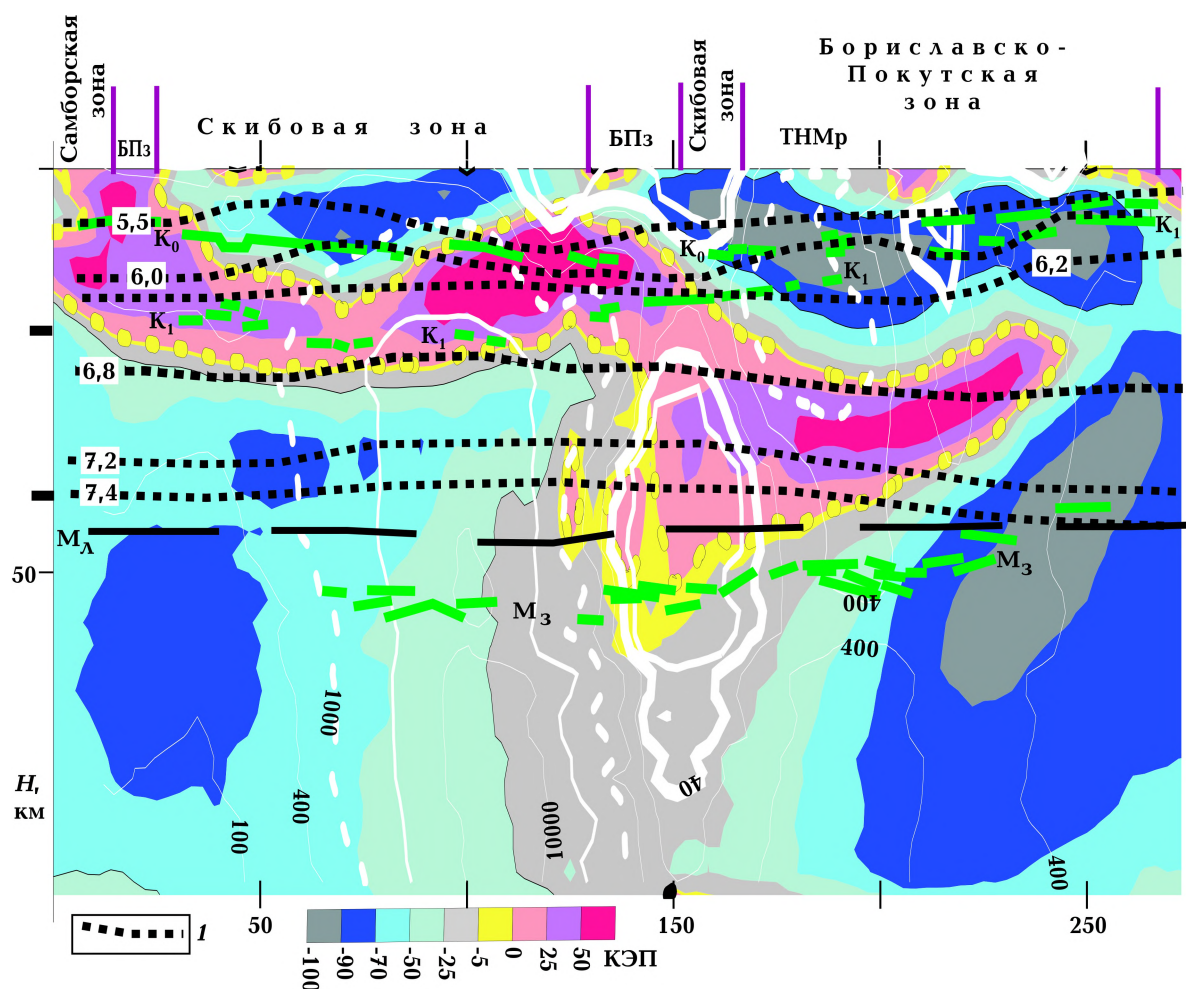


Рис. 5. Сопоставление разрезов КЭП (фоновая раскраска — шкала) и сопротивления (белые изолинии). Значения граничной скорости (l) и границы M (M_L) показаны по данным Л.П. Ливановой, сейсмические границы K_0 , K_1 , M_3 — по данным [Заяць, 2013].

показал очевидное деление исследованной толщи пород на три структурных этажа. В первом (верхнем) структурном этаже, как и в третьем (мантийном), преобладают отрицательные аномалии КЭП. Положительная аномалия КЭП разделяет эти этажи, создавая второй структурный этаж. Мощность первого определяется глубиной кровли второго и увеличивается к юго-востоку, достигая 30 км у рамки разреза. Мощность второго этажа, ограниченного по нулевой изолинии КЭП около 15 км, за исключением участка в интервале пк 150—180, где она составляет порядка 30 км. Кровля третьего этажа на большей части профиля находится на глубине около 30 км.

Более простое строение имеет нижний структурный этаж. В его составе можно выделить три блока, которые характеризуются значительными различиями в значениях КЭП и сопротивлений.

В северо-западном блоке (пк 0—100) можно выделить две части (пк 0—75 и пк 75—100), разделенные вертикально проходящей изолинией $\rho = 5000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. В интервале пк 0—75 отрицательные значения аномалии $K-1$ в горизонтальном направлении изменяются от -50 до -80 и более, а сопротивления — от 100 (на глубине около 90 км) до 400 $\text{ Ом} \cdot \text{м}$ (на глубине 40 км). Глубина верхней части отрицательных значений КЭП приблизительно 35 км. В ин-

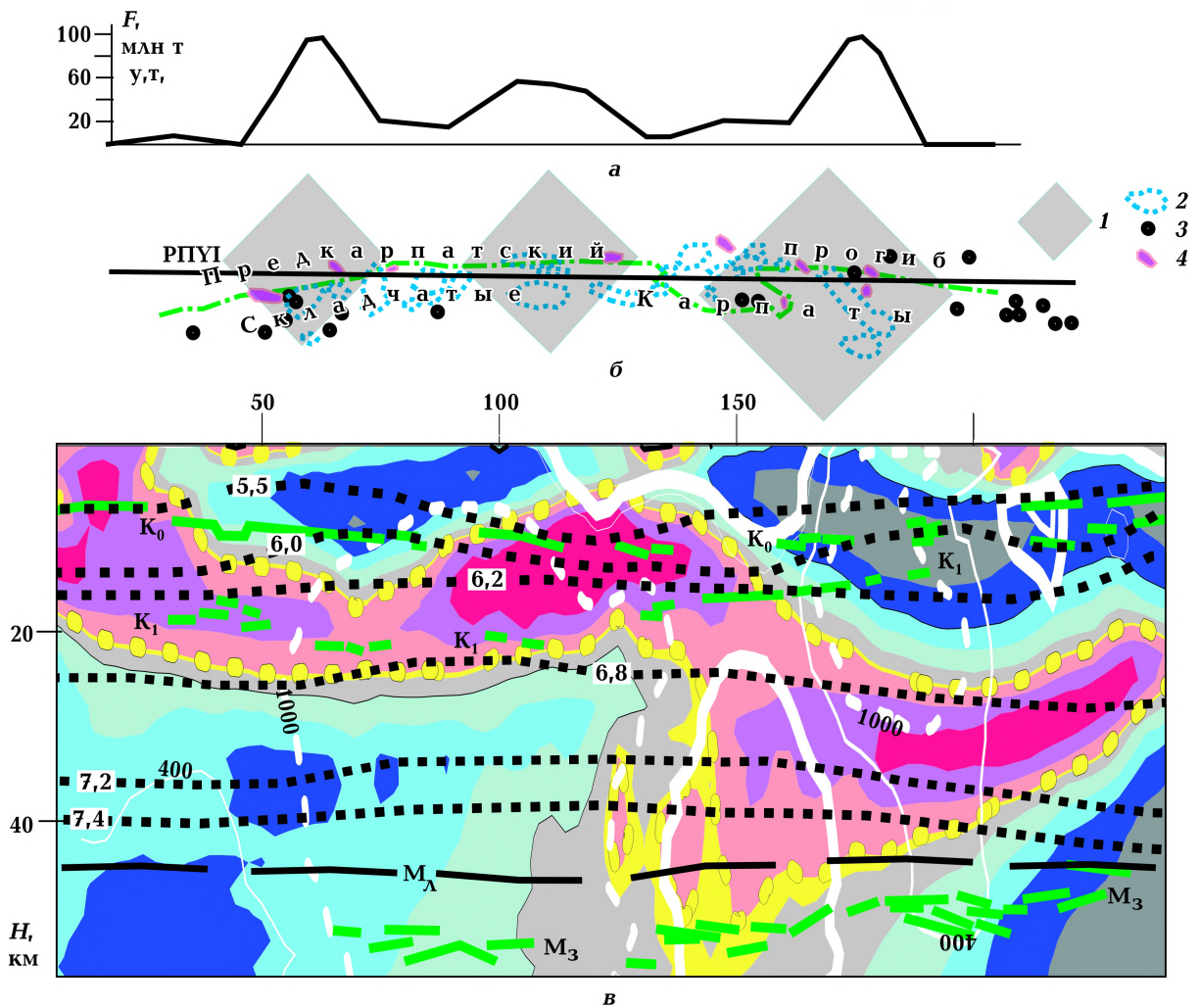


Рис. 6. Комплексная геофизическая модель и нефтегазоносность в полосе профиля РПУ1: а — запасы нефти и газа (F), согласно [Гордиенко и др., 2011]; б — относительная величина запасов УВ (1), месторождения нефти и газа (2), нефтепроявления (3) и участки высокого содержания сульфидов металлов в шлихах (4) [Шлапінський, 2015]; в — комплексная геофизическая модель.

тервале пк 75—100 происходит довольно резкое уменьшение абсолютных значений КЭП от -50 до -25 . В то же время именно в этом интервале выделяется наиболее высокоомный объект ОВС1 (достигающий в максимуме значений $\rho > 10\,000$ Ом·м) на всем профиле.

В центральном блоке (пк 110—170) наблюдается наиболее сложное поведение КЭП и сопротивлений. Если рассматривать границы блока по вертикали, то его кровля располагается намного ниже прилегающих блоков, следуя залеганию подошвы аномалии К+3. Практически на

большей части блока его кровля соответствует положению границы М. Подошва всех трех блоков расположена почти на одном уровне. В мантийной части наблюдается единственная в разрезе аномалия КЭП со значениями от 0 до -20 (границы блока проведены по значению КЭП, равному -20). К этой части аномалии КЭП приурочена аномалия проводимости ОПС2-б, что указывает на их явную генетическую связь.

Юго-восточнее пк 170 (юго-восточный блок) максимальным отрицательным значениям (более -90) аномалии К-2 (длин-

ная ось аномалии имеет северо-западное падение, а экстремум аномалии смещен вверх к ее кровле) соответствует ОВС2 (сопротивление более 400 Ом·м). Граница М (положение которой на этом участке профиля сближается у разных авторов) пересекает аномалию КЭП. Интенсивность отрицательной аномалии КЭП свидетельствует о том, что блок сложен основными образованиями, впоследствии, вероятно, подвергавшимися интенсивному метаморфизму и переработке в более кислые образования. Основным каналом, подводящим необходимые для преобразования потоки флюидов и тепла, могла быть мощная тектоническая зона, располагающаяся между Кр и ТНМр и совпадающая с ОПС2.

Общим моментом для северо-западного и юго-восточного блоков является продолжение в пределы коры аномалий сопротивления и КЭП, значительно выше (почти на 20 км) границы М. Известно, что в пределах зон активизации внедрение мантийного материала в коровое пространство — закономерное явление, приводящее к базификации нижней части коры, а иногда и более высоких горизонтов вплоть до верхней коры. Поскольку высокоинтенсивные отрицательные аномалии КЭП в пределах земной коры и мантии интерпретируются как области развития высокоосновных образований (чему соответствуют и высокие сопротивления), то в данном случае продолжение интенсивных отрицательных аномалий КЭП в коровое пространство можно трактовать как признак базификации коры в период активизации мантии. Наличие проводящих областей является, вероятно, следствием соседства с зонами высокой проницаемости, заполненными флюидами, что и приводит к образованию ОПС.

Второй структурный этаж представлен в разрезе КЭП РПА, состоящей из трех максимумов: К+1, К+2, К+3. В промежутке между КРр и ТНМр происходит резкое изменение глубины залегания юго-восточной части РПА: ось максимума К+3 погружается на глубину более 30 км, т. е.

опускается примерно на 10 км ниже оси максимума К+2. Проекция на поверхность линии разрыва согласуется с юго-восточным окончанием наиболее интенсивной части поля Δg и с поверхностной границей между БПз и СКз.

На участке пк 0—150 максимумы К+1 и К+2 расположены по вертикали между границами K_0 и K_1 , что позволяет сопоставить эту часть РПА с нерасчлененной толщей образований от мезозоя до докембрия включительно. В интервале пк 0—55 аномалия К+1 ограничена изолинией 100 Ом·м по кровле и 400 Ом·м по подошве с равным градиентом в толще. На отрезке пк 55—140 с аномалией К+2 согласуется верхняя часть высокоомного объекта ОВС1. Кровля ОВС1 по изолинии 1000 Ом·м близка к кровле РПА в интервале пк 55—110, а значение ρ на подошве К+2 достигает 5000 Ом·м. Приведенное соотношение параметров может свидетельствовать о присутствии в разрезе коры на отрезке между пк 55—140 не только рифейских, но и более высокометаморфизованных пород нижнего протерозоя, расположенных ниже изолинии скорости $V_T = 6,2$ км/с. Поведение изолинии $V_T = 6,8$ км/с согласуется с положением подошвы максимумов К+1 и К+2. Юго-восточнее пк 140 изолиния $V_T = 6,8$ км/с погружается и в интервале пк 180—240 согласуется с положением верхней части аномалии К+3. На основании данных по сейсмическому разрезу вдоль профиля ГеоII, приведенному в работе [Структура..., 1979], "... на глубине 19—20 км наблюдается сейсмическая граница (K_3), прослеженная только в пределах Карпатского орогена, где скорость возрастает до 6,8 км/с. Условно ее можно отождествить с кровлей "базальтового" слоя". Высказанное почти полвека тому назад предположение подтверждается в анализируемых разрезах, а именно: ниже изолинии $V_T = 6,8$ км/с расположена отрицательная локальная аномалия КЭП, характерная для основных и ультраосновных пород, согласно принятой схеме интерпретации. В юго-восточном блоке изолинии скорости $V_T = 6,8$ км/с соот-

ветствует кровля положительной аномалии КЭП. Поведение изолинии скорости согласуется с принятой концепцией субгоризонтального простираения сейсмических границ в разрезе. Однако, начиная с изолинии $V_T = 6,8$ км/с, в юго-восточной части разреза заметно погружение изолиний на юго-восток с тенденцией увеличения угла падения с глубиной, т. е. изолинии погружаются, стремясь соответствовать положению в разрезе высокоосновных пород.

Анализируя срезы КЭП на разных глубинах, можно предположить, что в верхней части нерасчлененной северо-западной ветви РПА (К+1 и К+2) могут быть встречены маломощные толщи от мела до палеозоя со слабomagнитными породами предполагаемого здесь байкальского Ледянского массива в подошве. Северо-восточным крылом массива, сформированного в обширной байкальской складке, служат, вероятно, раннебайкальские образования Роточской зоны, ныне расположенные к востоку от Предкарпатского прогиба. Центральная часть предполагаемой байкальской структуры либо уничтожена более поздними процессами, либо сброшена в глубокие горизонты и перекрыта более молодыми образованиями. Возможно, что выделенная в верхнем структурном этаже (над максимумом К+3) слабopоложительная локальная аномалия КЭП (как третий сверху горизонт) и подстилающая ее отрицательная локальная аномалия (четвертый сверху горизонт) являются рифейскими (байкальскими) образованиями, погруженными в настоящем разрезе на глубину от 10 до 27 км. Роточская зона (или ее реликты) может быть расположена за пределами разреза, к северо-востоку от него.

Зоне погружения юго-восточного максимума РПА соответствует аномалия проводимости ОПС2б, вертикальная ось которой так же, как и для РПА, согласуется с поверхностной границей между БПз и СКз. Объект ОПС2б, наиболее проводящая часть (изолиния 40 Ом·м) которого располагается в интервале глубин 39—60 меж-

ду пк 138—168, пространственно согласуется с узлом пересечения КРр с ТНМр, расположенным в 6 км к северо-западу от пк 176 (юго-восточная граница ТНМр).

Первый (верхний) структурный этаж представлен сложной протяженной отрицательной аномалией КЭП (пк 20—266) с субгоризонтальной длинной осью. Однако в разрезе локальных аномалий он уверенно расчленяется на менее мощные толщи обоих знаков. Верхний структурный этаж охарактеризован сейсмическими данными более полно, чем рассмотренные ниже. Здесь имеются данные о распространении в плоскости разреза средней [Заяць, 2013] и граничной скоростей (Л. П. Ливанова). Распределение средней скорости в пределах верхнего этажа довольно простое, изолинии плавно погружаются с северо-запада на юго-восток. В крайней северо-западной части разреза отмечаются наиболее высокие значения градиента средней скорости до глубины 1—3 км. Скорость по подошве приповерхностного слоя характеризуется выдержанной по простираению и глубине изолинией со значением 4,0 км/с. Здесь же наблюдается понижение сопротивления до 40 Ом·м и менее, а также локальные аномалии КЭП обоих знаков. В распределении граничных скоростей этот интервал глубин (0—3 км) не показан на протяжении всего профиля. Приведенным значениям физических параметров соответствуют перемежающиеся толщи флишевых образований верхнего мела и палеогена, а также молассы неогена, что не противоречит данным по пробуренным здесь скважинам.

Ниже приповерхностного слоя градиент средней скорости значительно уменьшается. Значение скорости с глубиной постепенно возрастает и на глубине, близкой к 10 км, достигает 4,8—5,0 км/с. Сопротивление рассматриваемой толщи изменяется от 40 до 100 Ом·м. В распределении КЭП преобладают отрицательные локальные аномалии. Рассмотренная толща сложена преимущественно палеогеновым флишем.

Приповерхностный горизонт распрост-

раняется и далее на юго-восток до конца разреза. В распределении КЭП он характеризуется положительной аномалией, вертикальная мощность которой не превышает 1—1,5 км, за исключением участка профиля между пк 188—212, на котором мощность аномалии возрастает до 5 км. Сопротивление на большей части толщи аномально низкое и на подошве аномалии КЭП не превышает 10 Ом·м. Исключение составляет отрезок профиля между пк 47—79, где сопротивление превышает 100 Ом·м на флангах участка и достигает значения 200 Ом·м на подошве положительной аномалии КЭП. Этот апофиз аномалии сопротивления ОВС1 расположен над глубинным разломом, не зафиксированным на геологической карте. Разлом четко прослеживается в аномалиях КЭП во всех структурных этажах. В разрезе сопротивления он территориально совпадает с северо-западной высокоградиентной границей аномалии ОВС1, в распределении граничных скоростей — с краевой частью куполообразного поднятия изолиний граничной скорости в пределах нижней и средней коры, а в распределении средней скорости в подошве верхнего структурного этажа ему соответствует аномальное понижение скорости на 0,2—0,4 км/с. При пересечении разлома с РПА в ее кровле прослеживается глубокая (до 5 км) узкая впадина. В пределах отрицательной локальной аномалии верхнего этажа над проекцией впадины отмечается изометрическая положительная аномалия небольшой интенсивности, которая характеризуется аномальным повышением средней скорости и сопротивлением более 400 Ом·м.

Отрицательная аномалия, подстилающая приповерхностную положительную аномалию, как и приповерхностная положительная аномалия, распространяется до юго-восточного окончания разреза, но имеет перерыв к северо-западу от ТНМр — зону перехода от северо-западного блока к юго-восточному. В зоне перехода в пределах отрицательной локальной аномалии КЭП зафиксирована положительная с эпицентром на глубине 6 км, ана-

логичная рассмотренной выше. Территориально ей соответствует аномалия сопротивления ОПС2а со значениями менее 10 Ом·м до глубины 9 км и 40 Ом·м до глубины 11 км, а также средние скорости не более 4,6—4,8 км/с. Аномалия расположена в 15 км к юго-востоку от выхода на поверхность длинной оси аномалий ОПС2а-ОПС2б и, вероятно, приурочена к ТНМр.

В юго-восточной части верхнего структурного этажа, мощность которого вдвое превышает его мощность в северо-западной и центральной частях разреза, строение более сложное, а именно: ниже положительной локальной аномалии КЭП приповерхностного слоя, сопровождающегося аномалией проводимости и невысокими значениями средней скорости, расположена, как и в северо-западном блоке, отрицательная аномалия меньшей мощности и с большими значениями скорости и сопротивления (более 100 Ом·м вблизи подошвы аномалии). Возле зоны перехода, ближе к северо-западному блоку, сопротивление повышается до 1000 Ом·м. Средняя скорость увеличивается до значений 5,2—5,4 км/с. Вероятно, эта часть разреза юго-восточного блока сложена образованиями мезозоя — палеозоя, что не противоречит имеющимся геологическим данным. В отличие от северо-западного блока, в юго-восточном ниже по разрезу расположена еще одна пара аномалий КЭП: слабоинтенсивная положительная, ниже нее отрицательная. Положительная аномалия трактуется как аномалия, соответствующая байкальским образованиям в разрезе коры, а подстилающая ее — более ранним образованиям рифея (нижнего протерозоя?). Такая трактовка вполне увязывается с современными представлениями о природе основания Предкарпатского прогиба. Вся эта толща осадочно-вулканогенных образований (27 км) залегает на континентальной коре, о чем свидетельствует знак аномалии $K + 3$.

Поскольку профиль РП-VI расположен в пределах области распространения основных промышленных месторождений

углеводородов (УВ) зоны сочленения Предкарпатского прогиба и Складчатых Карпат, выполнено сравнение обобщенного геофизического разреза с нефтегазоносностью этой территории.

На рис. 6, а (см. с. 108) представлена изменчивость нефтегазоносности F вдоль профиля, определенная для окна 15×15 км, вычисленная в виде суммы запасов в тоннах условного топлива (у. т.) на единицу площади [Гордиенко и др., 2011]. На рис. 6, б показано положение месторождений УВ и нефтепроявлений в полосе профиля, по [Шлапінський та ін., 2015], и относительная величина запасов УВ, по [Трегубенко та ін., 2004]. Комплексный геофизический разрез вдоль профиля РР-VI дан на рис. 6, в. Участки высокого содержания сульфидов металлов в шлихах [Шлапінський та ін., 2015] могут свидетельствовать и об их более широком распространении в толще пород, что должно отразиться в понижении сопротивлений этой толщи.

Сопоставление области распространения месторождений УВ с распределением параметров в комплексном геофизическом разрезе свидетельствует о возможной связи нефтегазоносности с увеличением мощности флишевой толщи и мощной проницаемой зоны в земной коре. Зона, по-видимому, приурочена к узлу пересечения глубинных КРр и ТНМРр. Именно с этим узлом (в проекции на земную поверхность) связаны максимальные запасы месторождений, о чем свидетельствуют максимумы значений F (и размер условных знаков на карте запасов). Предположения могли бы подтвердиться при наличии аналогичного анализа распределений КЭП, сопротивления, скоростных параметров в нефтегазоносных областях Польши и Румынии. Если подобная связь существует и в других районах, этот факт можно трактовать как зависимость нефтегазоносности от глубинных источников, не связанных с биогенным материалом.

Представляется, что участки с наибольшими значениями F соотносятся с крайними частями объектов пониженного сопротивления ОПС-1 и ОПС-2а. Хотя в ча-

сти профиля юго-восточнее пк 200 месторождения УВ расположены в основном в пределах Предкарпатского прогиба, в полосе профиля в интервале пк 205—220 известны многочисленные нефтепроявления. На этом участке профиля выделена аномалия ОПС-3. Четкой зависимости участков пониженных сопротивлений от наличия сульфидов металлов в шлихах установить не удастся, хотя можно отметить такую связь с ОПС-2а.

Более содержательная информация о связи геофизических аномалий с нефтегазоносностью может быть получена, если удастся более детально проанализировать распространение отдельно газовых и нефтяных месторождений.

Выводы. Результаты анализа геолого-геофизических данных, представленные в работе, отличаются от полученных ранее новым подходом к комплексной интерпретации потенциальных полей и их сопоставлением с ранее неизвестными геоэлектрическими моделями. Именно благодаря такой методике впервые удалось показать структурные особенности строения тектоносферы вдоль профиля и связать их как с вещественным составом пород, так и с полезными ископаемыми, типичными для предполагаемых условий.

На основе интерпретации потенциальных полей выявлен своеобразный элемент строения земной коры, характеризующийся резким смещением его северо-западной и юго-восточной частей вдоль мощного тектонического нарушения. Кровля этого объекта ундурирует от выхода на поверхность в северо-западной части профиля до 25 км в середине его юго-восточной части. Подошва слоя от северо-западного конца профиля до пк 150 остается на постоянной глубине (примерно 25 км), резко погружаясь к юго-востоку от пк 150 до глубины залегания границы М. Изменение глубины залегания и разрыв предполагаемой структуры по разлому сопровождаются в поле сопротивлений проявлением объекта низкого сопротивления, который прослеживается в интервале глубин 25—80 км при максимальной шири-

не порядка 40 км. Высказано предположение, что положение этой неоднородности связано с ТНМр. Рассмотрена воз-

можная связь структурных элементов, выделенных по геофизическим данным, с нефтегазоносностью.

Список литературы

- Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України. Ред. М.М. Байсарович, О.Ю. Митропольський, І.С. Чуприна. Київ: Вид. ІГН НАНУ, 2002, 55 с.
- Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Стрoение земной коры Европы по сейсмическим данным и некоторые представления о ее эволюции. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований*. Отв. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1993, С. 10—35.
- Бодри Л., Чермак В. Моделирование геотермического поля. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геодинамика*. Отв. ред. В.А. Магницкий. Киев: Наук. думка, 1993, С. 59—71.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н. Вольно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы). Киев: Наук. думка, 2012. 198 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2011. 128 с.
- Гравиметрическая карта СССР. Нормальная Формула Гельмерта 1901—1909 гг. (М-34-XXIV, XXX, XXXVI, частично L-34-VI, L-35-I, II, M-35-XIX, XX, XXV, XXVI, XXXI, XXXII), М 1 : 200 000. Ред. Р.А. Семерджян, С.В. Шерешевская. Москва, 1969—1973.
- Демура Г. В., Никитин А. А., Тархов А. Г. Классификация геологических объектов по данным комплекса геофизических методов на принципах самообучения. *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1974. № 2. С. 133—142.
- Дрогицкая Г. М. Особенности глубинного строения земной коры Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского массивов (Украинский щит) по сейсмическим данным. *Геодинаміка*. 2009. № 1 (8). С. 76—83.
- Заяць Х. Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту та газ. Львів: ЛВУкрДГРІ, 2013, 136 с.
- Ищенко В. Ю. Результаты повысотной аэромагнитной съёмки территории Карпатского сейсмоактивного региона и прилегающих площадей. Киев: Геоинформ, 1989, 277 с.
- Каплан С. А., Галуев В. И., Пименова Н. Н., Малинина С. С. Комплексная интерпретация данных исследований на опорных профилях. *Геоінформатика*. 2006. № 3. С. 38—46.
- Коваль Л. А., Овчаренко А. В., Приезжев И. И. Методические рекомендации по применению автоматизированной системы обработки аэрогеофизических данных на ЭВМ ЕС (АСОМ-АГС/ЕС). Часть 2. Алма-Ата: КазВИРГ-КазПТИ, 1988, 125 с.
- Крупський Ю. З., Куровець І. М., Сеньковський Ю. М., Михайлов В. А., Чепель П. М., Дринант Д. М., Шлапінський В. Є., Колун Ю. В., Чепель В. П., Куровець С. С., Бодлак В. П. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Київ: Ніка-Центр, 2014, 400 с.
- Кутас Р. И. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат. *Геофиз. журн*. 2014. Т. 36. № 6. С. 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111016>.
- Ладанівський Б. Т., Лящук Д. Н. Геoeлектрична модель південно-західної околиці Східно-Європейської платформи вздовж профіля РП-5 Глибока—Кельменці. *Доп. НАН України*. 2006. № 6. С. 115—120.
- Ладанівський Б. Т., Лящук Д. Н., Сапужак Я. С., Чебан В. Д. Геoeлектрична модель зони зчле-

- нування Передкарпатського прогину та Східно-Європейської платформи вздовж профіля РП-4а Косів—Мельниця—Подільська. *Доп. НАН України*. 2005. № 5. С. 99—104.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, Y. Отв. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1988, С. 74—78.
- Мончак Л. С., Анікєєв С. Г. Відображення тектонічної будови західного регіону України у гравімагнітних полях. *Геодинаміка*. 2017. № 2(23). С. 104—118.
- Национальный атлас України. Київ: Держав. наук.-вироб. підпр. "Картографія", 2007, 440 с.
- Никитин А. А. Теоретические основы обработки геофизической информации: Учеб. для вузов. Москва: Недра, 1986, 342 с.
- Никитин А. А., Петров А. В., Алексашин А. С. Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных "КОСКАД-3D". Москва: Изд. Московского Государственного геологического университета, 2004, 158 с.
- Петров А. В., Никитин А. А., Лыхин А. А. Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных "КОСКАД": Тезисы Всесоюзного семинара им. Д. Г. Успенского "Теория и практика геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий". Алма-Ата, 1990.
- Петров А. В., Пискун П. В., Зиновкин С. В. Новые возможности компьютерной технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа геоданных "КОСКАД-3D". *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 32-й сессии Междунар. семинара им. Д. Г. Успенского*. Пермь: Изд. Горного ин-та УРО РАН, 2005, С. 219—221.
- Приезжев И. И. Спектральный и статистический анализ аэрогеофизических данных в системе АСОМ-АГС/ЕС: Дис. канд. ... техн. наук. Москва: Изд. МГРИ, 1989, 125 с.
- Сапужак Я. С., Шамотко В. И., Кравченко А. П. Геоэлектрические модели и методы исследования структур запада Украины. Киев: Наук. думка, 1990, 188 с.
- Слоницька С. Г., Трегубенко В. І. Дослідження тектоніки північно-західного шельфу Чорного моря і прилеглої суходолу України для регіонального прогнозу нафтогазоносності. Київ: Геоінформ, 2010, 65 с.
- Соллогуб В. Б. Литосфера України. Київ: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Отв. ред. В. Б. Соллогуб, А. Гутерх, Д. Просен. Киев: Наук. думка, 1978, 272 с.
- Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Отв. ред. В. Б. Соллогуб, А. Гутерх, Д. Просен. Киев: Наук. думка, 1979, 208 с.
- Тарасов В. Н., Логвинов И. М., Литвинов Д. А. Сравнительный анализ графического представления 3D моделей по данным магнитотеллурического зондирования. *Геоінформатика*. 2013. № 3(47). С. 59—66.
- Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат м-ба 1 : 200 000). Отв. ред. С. С. Круглов. Львов: Изд. УкрНИГРИ, 1986, 152 с.
- Трегубенко В. І., Лебідь М. І., Слоницька С. Г. Комплексний аналіз геофізичних полів Карпат з метою регіонального прогнозу територій, перспективних на нафту і газ, та дослідні роботи МТЗ для вивчення будови складчастих та піднасувних структур. Київ: Геоінформ, 2004. Т. 2. 584 с.
- Улизо Б. М. Геоэлектрическая характеристика верхнеюрских отложений внешней зоны Предкарпатского прогиба. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1963. Вып. 6 (8). С. 80—83.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972, 176 с.
- Шаров Н. В., Исанина Э. В., Дрогицкая Г. М. Методика и результаты исследований МОВЗ в Онежском рудном районе (Балтийский щит). *Геодинаміка*. 2013. № 2(15). С. 367—369.
- Шеремета П. М., Слоницька С. Г., Трегубен-

- ко В.И., Ладьженский Ю.М., Назаревич А.В., Назаревич Л.Е., Хавензон И.В., Левкович Ю.М. О коллизии Западно-Европейской микроплиты и Восточно-Европейской плиты в западном регионе Украины по новым данным региональных геофизических исследований и перспективах нефтегазоносности. *Геодинаміка*. 2011. № 2 (11). С. 341—343.
- Шлапінський В.Є. Геологічна будова Скибового, Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтагазоносності: Дис. ... канд. геол. наук. Львів, 2015. 211 с.
- Adam, A., Ernst, T., Jankowski, J., Jozwiak, W., Hvozدارa, M., Szarka, I., Weszterguson, V., Logvinov, I., & Kulik, S. (1997). Electromagnetic induction profile (PREPAN95) from the East European Platform (EEP) to the Pannonian basin. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 32 (1-2), 203—223.
- Burakhovich, T.K., Gordienko, V.V., Kulik, S.N., & Logvinov, I.M. (1998). Deep vaginitotelluric investigations. In: *Geodynamics of Northern Carpathian: Reports on Geodesy* (No 6 (36)), pp. 78—88). Warsaw.
- Fregoso, E., & Gallardo, L.A. (2009). Cross-gradients joint 3D inversion with applications to gravitV and magnetic data. *Geophysics*, 74 (4), 1JA—Z73. <https://doi.org/10.1190/1.3119263>.
- Gallardo, L.A., & Meju, M.A. (2007). Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic travelttime data for structural and lithological classification. *Geophysical Journal International*, 169 (3), 1261—1272. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03366.x.
- Ingerov A.I., Rokityansky I.I., & Tregubenko V.I. (1999). Forty years of MTS studies in the Ukraine, *Earth, Planets and Space*, 51, 1127—1133. <https://doi.org/10.1186/BF03351586>.
- Kutas, R.I., Krasovsky, S.S., Orlyuk, M.I., & Pashkevich, I.K. (1998). Deep faults according to the complex of geophysical data. In: *Geodynamics of Northern Carpathian: Reports on Geodesy* (No 6 (36)), pp. 62—66). Warsaw.
- Logvinov, I.M. (2015). Deep Geoelectrical Structure of the Central and Western Ukraine. *Acta Geophysica*, 63 (5), 1216—1230. doi:10.1515/acgeo-2015-0049.
- Malinowski, M., Guterch, A., Narkiewicz, M., Probulski, J., Maksym, A., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., Grad, M., Janik, T., Jankowski, L., & Adamczyk, A. (2013). Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. *Geophysical Research Letters*, 40, 3841—3946. doi: 10.1002/grl.50746.
- Moorkamp, M., Heincke, B., Jegen, M., Roberts, A.W., & Hobbs, R.W. (2011). A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data. *Geophysical Journal International*, 184 (1), 477—493. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04856.x.
- Rokityansky, I.I. (1982). *Geoelectromagnetic Investigation of the Earth's Crust and Mantle*. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 224 p. doi: 10.1007/978-3-642-61801-7.
- Semenov, V.Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, W., Ladanyvskyy, B., Logvinov, I., Pushkarev, P., & Vozar, J. (2008). Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*, 56 (4), 957—981. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0058-2>.
- Siripunvaraporn, W., & Egbert, G. (2000). An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65 (3), 91—803. <https://doi.org/10.1190/1.1444778>.
- Starostenko, V.I., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Kominaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Zhou, J., Zhang, X., Xiu, C. (2015). A MATLAB-Based Numerical and GUI Implementation of Cross-Gradients Joint Inversion of Gravit and Magnetic Data Journal of Software. *Journal of Software Engineering and Applications*, 8 (2), 93—101. doi: 10.4236/jsea.2015.82010.

Complex geophysical model of the Earth's crust and upper mantle along the profile of RP-VI (Carpathians)

*I. M. Logvinov, V. N. Tarasov, S. G. Slonitskaya, **V. I. Tregubenko**, 2019*

A complex geophysical model is presented along the regional profile of RP-VI, which is located near the outlet to the terrestrial surface of the eastern boundary of the Skiba zone at its contact with, mainly, the Borislav-Pokuta zone of the Precarpathian trough. For the interpretation of magnetic data, the results of an aeromagnetic survey of a scale of 1 : 200 000 at a flight altitude of 2000 m were used, for the gravitational field — state gravimetric maps of the territory of the USSR in the Bouguer reduction of scale 1 : 200 000. For geoelectrical data, the magnetotelluric sounding curves obtained over the last 30 years have been used. Interpretation of gravimetric and magnetometric data was performed using the computer technology of data analysis KOSKAD3D, which is intended for analysis of three-dimensional digital geoinformation by the methods of a probabilistic-statistical approach. Interpretation of geoelectrical data is performed using the two-dimensional modeling program (inverse problem) — using the REBOCC algorithm. For the analysis of seismic data, the results of both the last century and the last decade are involved. The results of interpretation of different geophysical methods are presented in the form of vertical sections of physical parameters and their complex models of the earth's crust and upper mantle to a depth of 90 km. The results of the geological and geophysical data presented in this paper differ from those obtained earlier by a new approach to the complex interpretation of potential fields and their comparison with previously unknown geoelectrical models. On the basis of the interpretation of potential fields, a peculiar element of the structure of the earth's crust was revealed, apparently connected with a sharp change in the composition of the rocks along the profile. The roof of this object undulates from the outlet to the surface at the northwest end of the profile to 25 km in its southeastern part. The sole of the layer from the end of the profile to the point 150 remains constant at a depth of about 25 km, drastically changing from 150 to the depths of the M boundary. It is shown that a sharp change in this object is accompanied by the presence of a low-resistance object that extends from 25 to 80 km with a maximum width of about 40 km. It is suggested that the position of this heterogeneity is related to the Tyachiv-Nadvorniansko-Monastyrsky fault. The possible connection of a part of the selected element with oil and gas content is considered.

Key words: conductivity, Earth's crust and upper mantle, Carpathians, gravity-magnetic studies, oil and gas content.

References

- Baysarovich, M.M., Mitropol'sky, O.Yu., Chuprina, I.C. (Eds.). (2002). Atlas. Deep structure of the lithosphere and eco-geology of Ukraine. Kiev: Publ. of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, 55 p. (in Ukrainian).
- Belousov, V.V., & Pavlenkova, N.I. (1993). The structure of the Earth's crust of Europe by seismic data and some notions of its evolution. In A.V. Chekunov (Ed.), *Lithosphere of Central and Eastern Europe. Generalization of research results* (pp.10—35). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Bodry, L., & Chermak, V. (1993). Modeling of the geothermal field. In V.A. Magnitsky (Ed.), *Lithosphere of Central and Eastern Europe. Geodynamics* (pp.59—71). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M., & Tarasov, V.N. (2012). *Volyn-Podolsk Plate (geophysics, deep processes)*. Kiev: Naukova Dumka, 193 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M.,

- Tarasov, V. N., & Usenko, O. V. (2011). *Ukrainian Carpathian (geophysics, deep processes)*. Kiev: Logos, 128 p. (in Russian).
- Semerdzhyan, A., & Shereshevskaya, S. V. (Eds.). (1969—1973). Gravimetric map of the USSR, Normal Formula Helmert 1901—1909. (M-34-XXIV, XXX, XXXVI, partially L-34-VI, L-35-I, II, M-35-XIX, XX, XXV, XXVI, XXXI, XXXII), 1 : 200 000. Moscow (in Russian).
- Demura, G. V., Nikitin, A. A., & Tarkhov, A. G. (1974). Classification of geological objects according to the complex of geophysical methods on the principles of self-study. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*, (2), 133—142 (in Russian).
- Drogitskaya, G. M. (2009). Features of the Glybine structure of the Korsun-Novomirgorod and Novoukrainsky massifs of the Earth (Ukrainian Shield) according to seismic data. *Geodynamika*, (1), 76—83 (in Russian).
- Zayats, Kh. B. (2013). *Deep structure of the subsurface of the Western region of Ukraine on the basis of seismic research and direction of exploration for oil and gas*. Lviv: Publ. of the Lviv Branch of the Ukrainian State Geological Prospecting Institute, 136 p. (in Ukrainian).
- Ishchenko, V. Yu. (1989). *Results of high-altitude aeromagnetic survey of the territory of the Carpathian seismically active region and adjacent areas*. Kiev: Geoinform, 277 p. (in Russian).
- Kaplan, S. A., Galuev, V. I., Pimenova, N. N., & Malinina, S. S. (2006). Complex interpretation of research data on support profiles. *Geoinformatika*, (3), 38—46 (in Russian).
- Koval, L. A., Ovcharenko, A. V., & Priezzhev, I. I. (1988). Methodological recommendations on the use of an automated system for processing aero-geophysical data on an EC computer (ACOM-AGS/EU). Part 2. Alma-Ata: KazVIRG-KazPTI, 125 p. (in Russian).
- Krupsky, Yu. Z., Kurovets, I. M., Senkovsky, Yu. M., Mikhailov, V. A., Chepel, P. M., Drinant, D. M., Shlapinsky, V. Ye., Colun, Y. V., Chepel, V. P., Kurovets, S. S., & Bodlak, V. P. (2014). *Non-radical sources of hydrocarbons in Ukraine*. Kiev: Nika-Tsentr, 400 p. (in Ukrainian).
- Kutas, R. I. (2014). Thermal flow and geothermal models of the Earth's crust of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36 (6), 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111016> (in Russian).
- Ladanivsky, B. T., & Lyashchuk, D. N. (2006). Geoelectric model of the south-western outskirts of the East-European platform along the profile of the RP-5 Gliboka—Kelmentsi. *Dopovidy NAN Ukrayiny*, (6), 115—120 (in Ukrainian).
- Ladanivsky, B. T., Lyashchuk, D. N., Sapuzhak, Ya. S., & Cheban, V. D. (2005). Geoelectric model of the interlocking zone of the Precarpathian trough and the East-European platform along the RP-4a profile Kosiv-Melnitsa-Podolsk. *Dopovidy NAN Ukrayiny*, (5), 99—104 (in Ukrainian).
- Chekunov, A. V. (Ed.). (1988). *Lithosphere of Central and Eastern Europe. Geotraverses I, II, Y (74—78)*. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Monchak, L. S., & Anikeev, S. G. (2017). Mapping of the tectonic structure of the western region of Ukraine in gravimagnetic fields. *Geodynamika*, (2), 104—118 (in Ukrainian).
- National Atlas of Ukraine. (2007). Kyiv: State Scientific Production Enterprise "Kartographia", 440 p. (in Ukrainian).
- Nikitin, A. A. (1986). *Theoretical bases of processing geophysical information: Textbook for universities*. Moscow: Nedra, 342 p. (in Russian).
- Nikitin, A. A., Petrov, A. V., & Aleksashin, A. S. (2004). *The complex of spectral-correlation data analysis "KOSKAD-3D"*. Moscow: Publ. of the Moscow State Geological Prospecting University 158 p. (in Russian).
- Petrov, A. B., Nikitin, A. A., Lykhin, A. A. (1990). Complex of spectral-correlation analysis of data "KOSKAD": Abstracts of the All-Union Seminar named after DG Uspensky "Theory and practice of geological interpretation of gravitational and magnetic anomalies". Alma-Ata (in Russian).
- Petrov, A. V., Piskun, P. V., & Zinovkin, S. V. (2005). New possibilities of computer technology for statistical and spectral analysis of geodata "KOSKAD-3D". *Questions of the theory*

- and practice of geological interpretation of gravitational, magnetic and electric fields: Proc. of the 32nd Session of the International Workshop named after D.G. Uspensky (pp. 219—221). Perm: Publ. of the Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (in Russian).
- Priezzhev, I.I. (1989). *Spectral and statistical analysis of aerogeophysical data in the ACOM-AGS/EU system*: Doctoral dissertation. Moscow: Publication of the Russian State Geological Prospecting University, 125 p. (in Russian).
- Sapuzhak, Ya. S., Shamotko, V.I., & Kravchenko, A. P. (1990). Geoelectric models and methods of studying the structures of the west of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 188 p. (in Russian).
- Slonitskaya, S. G., & Tregubenko, V.I. (2010). *Investigation of the tectonics of the north-western shelf of the Black Sea and the adjacent land of Ukraine for the regional forecast of oil and gas*. Kiev: Geoinform, 65 p. (in Ukrainian).
- Sollogub, V.B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Sollogub, V.B., Guterkh, A., & Prosen, D. (1978). *The structure of the Earth's crust and upper mantle of Central and Eastern Europe*. Kiev: Naukova Dumka, 272 p. (in Russian).
- Sollogub, V.B., Guterkh, A., & Prosen, D. (1979). *Crustal structure of Central and Eastern Europe on geophysical data*. Kiev: Naukova Dumka, 208 p. (in Russian).
- Tarasov, V. N., Logvinov, I. M., & Litvinov, D. A. (2013). A comparative analysis of graphic representation of 3D models based on magnetotelluric sounding data. *Geoinformatika*, (3), 59—66 (in Russian).
- Kruglov, S.S. (Ed.). (1986). *Tectonics of the Ukrainian Carpathians (an explanatory note to the tectonic map of the Ukrainian Carpathians. 1 : 200,000*. Lviv: Publ. of the Ukrainian Research Institute of mining, 152 p. (in Russian).
- Tregubenko, V.I., Lebid, M.I., & Slonitska, S. G. (2004). *Comprehensive analysis of the geophysical fields of the Carpathians for the purpose of regional forecasting of areas promising for oil and gas, and MTZ research work to study the structure of folded and sub-thrust structures*. Kiev: Geoinform, 584 p. (in Ukrainian).
- Ulizlo, B.M. (1963). Geoelectric characteristics of Upper Jurassic deposits of the outer zone of the Precarpathian trough. *Geofizicheskiy sbornik AN USSR*, (6), 80—83 (in Russian).
- Chekunov, A. V. (1972). *Structure of the crust and tectonics of the south of the European part of the USSR*. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian).
- Sharov, N. V., Isanins, E. V., & Drogitskaya, G. M. (2013). The methodology and results of the seismic processing of ECWM data on the Onega ore district (Baltic Shield). *Geodinamika*, (2), 367—369.
- Sheremeta, P. M., Slonitskaya, S. G., Tregubenko, V.I., Ladyzhensky, Yu. M., Nazarevich, A. V., Nazarevich, L. E., Havenzon, I. V., & Levkovich, Yu. M. (2011). About collisions of West European microplate and East European plate in western region of Ukraine by new data of regional geophysical research and prospects of oil-and-gas presence. *Geodynamika*, (2), 341—343 (in Ukrainian).
- Shlapinsky, V. Ye. (2015). *The geological structure of the Skibovy, Krosnensky and Dukliansko-Montenegrin covers of Ukrainian Carpathians and their prospects for oil and gas*: Candidate dissertation. Lviv, 211 p. (in Ukrainian).
- Adam, A., Ernst, T., Jankowski, J., Jozwiak, W., Hvozdar, M., Szarka, I., Wesztargon, V., Logvinov, I., & Kulik, S. (1997). Electromagnetic induction profile (PREPAN95) from the East European Platform (EEP) to the Pannonian basin. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 32(1-2), 203—223.
- Burakhovich, T. K., Gordienko, V. V., Kulik, S. N., & Logvinov, I. M. (1998). Deep vagnitotelluric investigations. In: *Geodynamics of Northern Carpathian: Reports on Geodesy* (No 6 (36), pp. 78—88). Warsaw.
- Fregoso, E., & Gallardo, L. A. (2009). Cross-gradients joint 3D inversion with applications to gravitV and magnetic data. *Geophysics*, 74(4), 1JA—Z73. <https://doi.org/10.1190/1.3119263>.
- Gallardo, L. A., & Meju, M. A. (2007). Joint two-

- dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic traveltimes data for structural and lithological classification. *Geophysical Journal International*, 169 (3), 1261—1272. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03366.x.
- Ingerov A.I., Rokityansky I.I., & Tregubenko V.I. (1999). Forty years of MTS studies in the Ukraine, *Earth, Planets and Space*, 51, 1127—1133. <https://doi.org/10.1186/BF03351586>.
- Kutas, R.I., Krasovsky, S.S., Orlyuk, M.I., & Pashkevich, I.K. (1998). Deep faults according to the complex of geophysical data. In: *Geodynamics of Northern Carpathian: Reports on Geodesy* (No 6 (36), pp. 62—66). Warsaw.
- Logvinov, I.M. (2015). Deep Geoelectrical Structure of the Central and Western Ukraine. *Acta Geophysica*, 63 (5), 1216—1230. doi:10.1515/acgeo-2015-0049.
- Malinowski, M., Guterch, A., Narkiewicz, M., Probulski, J., Maksym, A., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., Grad, M., Janik, T., Jankowski, L., & Adamczyk, A. (2013). Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. *Geophysical Research Letters*, 40, 3841—3946. doi: 10.1002/grl.50746.
- Moorkamp, M., Heincke, B., Jegen, M., Roberts, A.W., & Hobbs, R.W. (2011). A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data. *Geophysical Journal International*, 184 (1), 477—493. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04856.x.
- Rokityansky, I.I. (1982). *Geoelectromagnetic Investigation of the Earth's Crust and Mantle*. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 224 p. doi: 10.1007/978-3-642-61801-7.
- Semenov, V.Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, W., Ladanyvskyy, B., Logvinov, I., Pushkarev, P., & Vozar, J. (2008). Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*, 56 (4), 957—981. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0058-2>.
- Siripunvaraporn, W., & Egbert, G. (2000). An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65 (3), 91—803. <https://doi.org/10.1190/1.1444778>.
- Starostenko, V.I., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Zhou, J., Zhang, X., Xiu, C. (2015). A MATLAB-Based Numerical and GUI Implementation of Cross-Gradients Joint Inversion of Gravity and Magnetic Data. *Journal of Software Engineering and Applications*, 8 (2), 93—101. doi: 10.4236/jsea.2015.82010.